

ДОКЕМБРИЙСКАЯ ТРОНДЬЕМИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ АРМЕНИИ

© 1997 г. В. А. Агамалян, Р. Х. Гукасян, Г. П. Багдасарян

Институт геологических наук НАН РА
375019 Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
Поступила в редакцию 04.10.96.

По геолого-петрологическим и изотопно-геохимическим исследованиям плагнограниты Цахкуняцкого хребта выделяются в докембрийскую трондьемитовую формацию верхнепротерозойского возраста с $Rb-Sr$ возрастом $685 \pm \pm 77$ млн. лет и с мантийным первичным отношением $(^{87}Si; ^{86}Sr)_0 = 0,703361 \pm \pm 0,000143$. Выдвигается предположение о выплавлении трондьемитовой магмы в зоне энсиматической субдукции за счет селективного плавления океанического толента Протетиса при 5 кбр с последующим гравитационным подъемом магмы на 3—5 км до уровня зеленосланцевого метаморфизма.

Плагнограниты Цахкуняцкого хребта были изучены В. Н. Котляром [8], Г. П. Багдасаряном [5], впервые определившим их как трондьемиты, С. И. Баласаняном [6], З. О. Чибухчяном [10], В. А. Агамаляном [1, 3]. В работе З. О. Чибухчяна приводятся подробные сведения по геологии, петрографии, минералогии, геохимии, петрохимии и петрологии плагногранитов. Однако вопросы возраста плагногранитов, их формационной принадлежности, генезиса, термодинамических параметров и петрогенетического тренда остаются дискуссионными. Настоящая статья посвящена освещению этих вопросов.

Докембрийские образования слагают кристаллический фундамент юго-западной (гондванской) тектонической области Армении. Они обнажаются на Цахкуняцком хребте к северу от гор. Еревана на площади более 600 кв. км при общей мощности около 6 км (Цахкуняцкий кристаллический массив) и подсечены скважинами к югу и западу от Еревана на Айтиапском (Тазагюхском) погребенном поднятии. Докембрийские образования относятся нами к кристаллическому фундаменту Перигондванского Армяно-Иранского мезоконтинента [13], который отделился от Нубийско-Аравийского Пан-Африканского неократона в пермо-триасе и в верхнем сеноне столкнулся с мезозойской Сомхето-Карабахской островодужной постройкой эпигерцинского Понтийско-Закавказского массива южного обрамления Восточно-Европейской платформы в ходе закрытия Мезотетиса.

Докембрийские образования выражены двумя крупными группами (сериями)—нижней и верхней [1]. Нижняя группа с обнаженной мощностью в 1,5 км представлена полиметаморфической гнейсово-парасланцевой серией амфиболитовой фации среднепротерозойского возраста. Верхняя серия мощностью около 3 км залегает со скачком в метаморфизме на нижней серии и метаморфизована в ходе пан-африканского события в фации зеленых сланцев. Она является аккреционным комплексом и состоит из двух тектонически совмещенных единиц—южной и северной, образованных в различных палеогеографических областях при различных геодинамических режимах.

Южная (Агверанская) часть верхней серии представляет собой филлит-вулканогенно-карбонатную энсиалическую островодужную единицу, где трондьемиты отсутствуют, и она подстилается полиметаморфической нижней серией, тогда как северная (Апаран-Анкаванская) часть верхней серии представлена офиолитовой перидотит-коматит-базальтовой серпентинит-амфиболитовой толщей, густо насыщенной конформными телами трондьемитов (плагногранитов). Таким об-

разом, докембрийская трондьемитовая формация, которой посвящена настоящая статья, развита исключительно в составе верхнепротерозойской офиолитовой серии докембрия Армении [4].

В. Н. Котляр, впервые изучивший гранитоиды северной части Цахкуняцкого массива, объединил плагиограниты в единую группу древних лейкократовых гранитов палеозоя. Нами было проведено детальное геолого-петрографическое картирование Цахкуняцкого кристаллического массива с разделением группы «лейкогранитов» В. Н. Котляра на разновозрастные формации, представленные: 1) формацией трондьемитов (плагиогранитов) докембрия, которые прорываются 2) формацией гранито-гнейсов верхнего протерозоя (620 млн. лет, Rb/Sr изохрона) [4] и обе в свою очередь прорываются 3) собственно лейкократовыми калиевыми гранитами второй фазы неокомской тоналитовой формации. Последние образуют серии жильных и пластовых тел в зоне Лусагюхского разлома, прорывая и инъецируя докембрийские сланцы, трондьемиты и гранито-гнейсы восточного крыла разлома и проникают в мезозойские зеленокаменные вулканиты Апаранской серии западного крыла этого разлома, создавая ложное впечатление о прорывании и контактовом воздействии гранито-гнейсов на метабазальты Апаранской серии, а при инъекции в трондьемиты — появлении калишпата в последних [2].

Трондьемитовая формация слагает примерно 1/4 объема офиолитовой серпентинит-амфиболитовой анкаванской серии верхнего протерозоя в виде конформных пластовых внедрений, повторяющих складчатые и пloyчатые изгибы амфиболитовой толщи вплоть до образования послойных плагиогранит-мигматитов. Местами трондьемиты по объему преобладают над вмещающими сланцами и образуют довольно крупные интрузивные массивы до 10 кв. км с сохранением многочисленных несмещенных фрагментов пластов сланцев в виде ксенолитов. Реже наблюдаются дискордантные прорывания сланцеватости амфиболитов в виде перемычек, соединяющих соседние пластовые тела трондьемитов, либо в виде отдельных более поздних тел, секущих сланцы и пластовые тела трондьемитов. Мелкозернистые эндоконтактовые закалки обычно отсутствуют, так же как и экзоконтактовые роговики, однако наблюдается экзоконтактовое сгущение окраски вмещающих амфиболитов и скарнирование единичных мраморных линз, заключенных в амфиболиты. Указанное сгущение окраски обусловлено переходом зеленых амфибол-клинохлоровых сланцев в темно-зеленый, почти черный амфиболит [4].

Трондьемиты представлены полнокристаллическими среднезернистыми породами белого цвета. Текстура у них массивная, без явных признаков течения, либо сланцеватости. Директивные и порфирированные текстуры более характерны для поздних внедрений. Жильная фаза очень незначительна и проявляется лишь местами в виде более мелкозернистых плагиоаплитов и более крупнозернистых плагиопегматитов. Невооруженным глазом хорошо различимы изометричные габлички плагиоклаза размером 3—5 мм, ксеноморфного кварца и мелкие просечки вторичного хлорита по биотиту, либо амфиболу, и мелкие листочки мусковита, местами увеличиваясь по содержанию до образования мусковитовых плагиогранитов.

Полевые наблюдения позволяют считать, что внедрение трондьемитовой магмы произошло в завершающем этапе складчатости и метаморфизма вмещающей амфиболитовой толщи, когда последняя была еще достаточно нагрета и находилась в пластичном состоянии (конформное залегание трондьемитов и отсутствие у них закалки), однако

температура магмы была несколько выше, чем у вмещающих сланцев, что привело к дополнительному прогреву последних с переходом клинохлора в амфибол и скарнированию известковых прослоев. В то же время полная кристаллизация и затвердение трондьемитовой магмы произошло уже в сравнительно спокойной обстановке при затухании сквозных дифференциальных движений метаморфизма. Повсеместное развитие трондьемитов в амфиболитовой толще может свидетельствовать о выплавлении магмы в ходе единого этапа метаморфизма на несколько более глубоком уровне океанической коры по термальному градиенту с последующим гравитационным всплытием (перемещением) в нынешнее положение. Такая возможность обеспечивается разностью в плотности между амфиболитами ($d = 2,85$) и трондьемитами ($d = 2,65$), равной $0,20 \text{ г/куб. см.}$, измеренные на образцах нашей коллекции. Селективное плавление толеита требует притока дополнительной тепловой энергии по сравнению со стационарным спредингом океанической коры. Таким источником скорее всего могла быть энсиматическая зона субдукции. В этом случае наблюдаемое тесное сочетание ультрамафит-коматинит-трондьемит могла образоваться в основании энсиматической островной дуги Протетиса, где ультрамафиты и амфиболиты являются компонентами океанической коры, образованной в зоне спрединга, а трондьемитовая магма могла быть выплавлена позднее над зоной субдукции за счет селективного плавления океанического толеита. Эта гипотеза может быть подтверждена величиной первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ трондьемитов.

Петрографические особенности трондьемитов

Трондьемиты обладают довольно устойчивыми типоморфными структурно-текстурными и петрологическими особенностями, позволяющими легко идентифицировать породы этой формации и без труда отличать их от территориально иногда совмещенных с ними гранитоидов гранито-гнейсовой формации докембрия (сланцеватость и наличие микроклина) и неокомских лейкократовых гранитов (наличие микроклина).

Под микроскопом трондьемиты имеют гипидиоморфозернистую структуру. Для них характерно среднезернистое, реже крупнозернистое сложение. Они сложены идиоморфными кристаллами несколько пелитизированного и частично серицитизированного кислого плагиоклаза размером от 1—2 до 5—7 мм таблитчатой формы, угловатые промежутки которых выполнены ксеноморфным кварцем размером 1—3 мм, имеющим обычно резко волнистое, вплоть до мозаичного погасание. Темноцветные минералы обычно составляют 5% объема и представлены мелкими удлиненными выделениями хлорита размером до 1 мм с включениями непрозрачной рудной пыли, нередко в срассаниях с эпидотом и мусковитом. Мусковит представлен листочками до 2—3 мм, частично образованными за счет перекристаллизации сосюритовых агрегатов. В единичных случаях встречаются реликтовые пойкилобластические выделения бесцветного граната. Акцессорные минералы представлены апатитом в виде мелких удлиненных кристаллов размером 0,1 мм и сфеном.

Для воссоздания условий кристаллизации магмы рассмотрим вкратце некоторые специфические петрографические особенности трондьемитов.

Плагиоклаз проявляет три генерации выделений: первая генерация представлена хорошо ограненными короткотаблитчатыми выделениями размером 3—5 мм, которые тонко сдвойникованы, зональны,

заметно пелитизированы и сосюритизированы. Кристаллы первой генерации иногда содержат очень густо пелитизированные, почти непрозрачные ядра, переходящие по периферии кристаллов в тонко сдвойникованные зональные разности. На месте подобных ядер в двух

Таблица 1

Количественно-минеральный состав трондьемитов

| №№ п п | №№ обр. | Кв | Пл | Му | Хл | Эп | Руд | Ап |
|-----------|------------|----|----|-----|-----|-----|-----|-----|
| 1 | 2573 | 15 | 72 | 4.5 | 5 | 1 | 0.5 | ± |
| 2 | 3209 | 12 | 75 | 3 | 2 | 3 | 5 | ± |
| 3 | 2710 | 23 | 65 | 3 | 5.2 | 3.5 | 0.3 | ± |
| 4 | 2104 | 6 | 85 | 1 | 2 | 4 | 0.5 | 1.5 |
| 5 | 2311 | 23 | 69 | 3 | 3 | 1.5 | 0.5 | ± |
| 6 | 2502 | 30 | 55 | 5 | 7 | 2 | 1 | ± |
| 7 | 2600 | 32 | 57 | 6 | 3 | 1 | 1 | ± |
| 8 | 2105 | 31 | 55 | 5 | 3 | 2.5 | 0.5 | ± |
| 9 | 2738 | 25 | 64 | 5 | 3 | 2.5 | 0.5 | ± |
| 10 | 2565 | 28 | 58 | 7 | 4 | 1.5 | 1 | 0.5 |
| 11 | 2538 | 35 | 53 | 7 | 2.5 | 1 | 1.5 | ± |
| 12 | 2998 | 35 | 52 | 6 | 3 | 1 | 3 | ± |
| 13 | 2991 | 25 | 55 | 8 | 8 | 3 | 1 | ± |
| 14 | 2213 | 33 | 42 | 15 | 2 | 2 | 1 | ± |

случаях отмечаются реликты граната. Содержание анортита в первой генерации плагиоклаза колеблется от 25 до 40%. В зонах протоклаза наблюдается деформация с искривлением двойниковых полос и дроблением. Плагиоклаз второй генерации представлен альбитом (№10—12), обычно прозрачный, несдвойникованный, образует каймы вокруг таблитчатых выделений первой генерации или образует самостоятельные зерна и отчетливо замещает кристаллы первой генерации и вдавливается в них в виде лапчатых и пальцевидных отростков. Вторая генерация плагиоклаза содержит включения темноцветных минералов и образует взаимные срастания с кварцем. В более поздних секущих телах первая генерация образует мутные зональные порфирировидные выделения, окруженные мелкозернистой аплитовидной массой, состоящей из мелких кристаллов плагиоклаза второй генерации и кварца. Третья генерация представлена водяно-прозрачным альбитом, замещающим плагиоклазы первых двух генераций в зонах интенсивного метаморфизма.

Кварц обычно заполняет промежутки между кристаллами плагиоклаза первой генерации и образует местами отчетливые гранофировые срастания с плагиоклазом второй генерации, свидетельствующие о близко-одновременном выделении из магмы.

Темноцветные минералы, как было отмечено, интенсивно преобразованы. Алобиотитовые разности узнаются по выделениям сагенитового рутила в хлорите в срастании с серицитом, а псевдоморфозы по роговой обманке иногда распознаются по концевым ограничениям и срастаниям хлорита с эпидотом и лейкоксеном. Редкие случаи наличия неизменной роговой обманки и биотита скорее всего обусловлены гибридным.

Метаморфизм трондьемитов выражается главным образом в преобразовании темноцветных минералов: Би = Хл + Му + Руд; Ро = Хл + Эп + Сф + Мт. Мусковит в большинстве случаев имеет вторичное происхождение, перекристаллизуясь за счет преобразования сосюритовых продуктов распада плагиоклаза первой генерации, образуя хо-

рошо ограниченные листочки, тогда как первичный мусковит представлен более крупными деформированными листочками. Таким образом, за счет первично-магматического парагенезиса плагиоклаз-амфибол-биотит-мусковит развивается метаморфогенный парагенезис альбит-мусковит-хлорит-эпидот, характерный для фации зеленых сланцев при $P=3,0-3,5$ кбар, $T=400-450^\circ$ [7].

Приведенные петрографические особенности позволяют осветить некоторые стадии образования и кристаллизации трондьемитовой магмы и дальнейшего метаморфогенного преобразования пород. Наличие реликтов граната может указать на источник, представленный гранатовым амфиболитом, который мог образовываться за счет исходных океанических толщ на более глубоких уровнях метаморфизма. По сравнению с нынешним эрозионным срезом амфиболитовой толщи (около 10 км), уровень селективного выплавления трондьемитовой магмы по равновесию альмандин-роговая обманка-трондьемитовый расплав ($P>4-5$ кбар, $T>700^\circ$) будет соответствовать глубине 12—15 км, что на 2—5 км глубже нынешнего эрозионного среза. Стадия интрателлурической кристаллизации с выделением зональных кристаллов плагиоклаза первой генерации могла проходить в ходе гравитационного всплывания трондьемитового расплава сквозь амфиболитовую толщу от уровня селективного плавления до нынешнего на 2—5 км, благодаря дефициту плотности в 0,20 г/куб. см. Магма с интрателлурическими выделениями плагиоклаза первой генерации и немногочисленными темноцветными минералами заполняла под напором архимедовых сил полости складок и разрывов амфиболитовой рамы. Она послужила своеобразной «смазкой», снимающей стрессовые напряжения метаморфизма. Дальнейшая кристаллизация и затвердевание магмы происходили на месте, при этом произошла кристаллизация плагиоклаза второй генерации и кварца в условиях, соответствующих фации зеленых сланцев метаморфизма (альбит+кварц). Наличие межзерновой жидкости предотвратило деформацию интрателлурических выделений плагиоклаза, тогда как кварц, кристаллизовавшийся на месте, проявил волнистое и мозаичное погасание под действием затухающих напряжений стресса конца эпохи метаморфизма, уже недостаточных для рассланцевания трондьемитового заполнения межсланцевых полостей. Более высокая температура трондьемитового расплава способствовала перекристаллизации клинохлора в амфибол вокруг внедрений трондьемитов. Последующие преобразования (хлоритизация и эпидотизация темноцветных, выделение мусковита и альбитизация плагиоклаза) происходили в условиях остывания всей толщи при падающей температуре с прохождением условий все более низких субфаций фации зеленых сланцев.

Петрохимия трондьемитов

Петрохимическая характеристика формации приводится по 14-и анализам автора (табл. 2) и с изображением на диаграммах рис. 1, а также 23 анализов, взятых из публикаций З. О. Чибухчяна и В. Н. Котляра. По содержанию окиси кремния (61—76%) и кали-натровому отношению они представлены кислыми породами натровой тоналит-трондьемитовой серии. По содержанию окиси калия значительная часть относится к низкокалиевой группе океанических плагиогранитов. По соотношению суммы щелочей к кремнезему породы занимают субщелочное поле (SubAlk) ниже линии Макдональда-Коцурь (МК). Преобладающая часть проб соответствует низкощелочным гранитам, частично переходя в поле гранита и гранодиорита. На диа-

Химический состав пород докембрийской трондьемитовой формации Армении

| №№ п/п | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 |
|------------------------------------|--------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| №№ обр. | 2573 | 3209 | 2710 | 2104 | 2311 | 2602 | 2600 | 2105 | 2738 | 2565 | 2538 | 2998 | 2991 | 2213 |
| SiO ₂ | 61.87 | 63.84 | 65.30 | 66.29 | 68.19 | 68.23 | 68.66 | 69.82 | 70.10 | 70.12 | 70.32 | 70.56 | 72.60 | 73.35 |
| TiO ₂ | 0.22 | 0.00 | 0.00 | 0.17 | 0.17 | 0.26 | 0.28 | 0.12 | 0.12 | 0.27 | 0.21 | 0.15 | 0.20 | 0.09 |
| Al ₂ O ₃ | 21.72 | 19.48 | 22.13 | 18.00 | 17.80 | 16.44 | 16.65 | 19.90 | 16.84 | 16.02 | 16.80 | 16.71 | 12.98 | 16.20 |
| Fe ₂ O ₃ | 0.25 | 2.39 | 0.26 | 0.30 | 0.43 | 0.45 | 0.67 | 0.61 | 0.31 | 0.53 | 1.02 | 1.94 | 0.73 | 1.09 |
| FeO | 1.10 | 1.32 | 0.16 | 0.57 | 1.02 | 1.76 | 1.47 | 0.32 | 0.63 | 1.02 | 0.58 | 1.28 | 1.17 | 0.32 |
| MnO | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.07 | 0.02 | 0.07 | 0.05 | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.01 |
| MgO | 1.60 | 0.43 | 0.82 | 0.25 | 1.85 | 2.11 | 1.70 | 0.34 | 1.17 | 1.40 | 1.05 | 0.42 | 2.11 | 0.41 |
| CaO | 4.50 | 4.06 | 3.36 | 2.72 | 3.01 | 2.87 | 2.73 | 2.11 | 2.24 | 1.79 | 3.30 | 2.65 | 3.30 | 1.09 |
| Na ₂ O | 6.20 | 6.74 | 6.00 | 9.10 | 6.30 | 5.37 | 5.25 | 5.25 | 6.37 | 6.00 | 4.80 | 5.00 | 5.30 | 4.75 |
| K ₂ O | 0.82 | 0.99 | 0.67 | 0.80 | 1.00 | 0.82 | 1.15 | 1.25 | 1.55 | 1.30 | 1.10 | 0.50 | 1.42 | 1.75 |
| P ₂ O ₅ | 0.11 | 0.00 | 0.07 | 0.70 | 0.10 | 0.32 | 0.32 | 0.04 | 0.15 | 0.15 | 0.11 | 0.02 | 0.00 | 0.02 |
| п.п.п. | 1.42 | 0.60 | 1.18 | 1.12 | 1.05 | 1.84 | 1.10 | 1.02 | 1.30 | 1.55 | 1.06 | 0.80 | 0.58 | 1.25 |
| H ₂ O | 0.18 | 0.86 | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.06 |
| Сумма | 100.02 | 100.72 | 99.97 | 100.09 | 100.94 | 100.54 | 100.03 | 100.82 | 100.80 | 100.19 | 100.38 | 100.06 | 100.42 | 100.39 |
| Нормативно-минералогический состав | | | | | | | | | | | | | | |
| Q | 8.0 | 10.1 | 14.3 | 5.9 | 15.9 | 21.5 | 22.1 | 23.5 | 18.3 | 21.1 | 26.0 | 27.8 | 25.0 | 30.7 |
| Or | 4.7 | 5.8 | 3.8 | 4.6 | 5.7 | 4.7 | 6.7 | 7.5 | 9.1 | 7.8 | 6.4 | 3.1 | 8.3 | 10.4 |
| Ab | 55.0 | 57.9 | 53.1 | 79.6 | 55.5 | 48.3 | 47.4 | 46.7 | 56.5 | 54.0 | 43.3 | 45.6 | 47.4 | 43.1 |
| An | 21.2 | 19.9 | 15.9 | 5.7 | 14.2 | 12.0 | 11.4 | 10.0 | 10.2 | 8.2 | 15.7 | 13.2 | 7.3 | 5.3 |
| Sil | 4.6 | 0.7 | 9.0 | 1.1 | 1.7 | 3.9 | 4.4 | 10.1 | 1.4 | 2.8 | 3.3 | 5.2 | 3.7 | 7.6 |
| Hu | 5.6 | 4.7 | 3.4 | 1.1 | 6.3 | 8.0 | 6.6 | 1.7 | 3.7 | 5.2 | 4.4 | 4.4 | 7.1 | 2.5 |
| Mi | 0.3 | 0.9 | 0.3 | 0.4 | 0.3 | 0.5 | 0.2 | 0.2 | 0.3 | 0.3 | 0.3 | 0.6 | 0.6 | 0.3 |
| Il | 0.3 | — | — | 0.2 | 0.2 | 0.4 | 0.5 | 0.2 | 0.2 | 0.3 | 0.3 | 0.1 | 0.3 | 0.1 |
| Ap | 0.3 | — | 0.2 | 1.5 | 0.2 | 0.7 | 0.7 | 0.1 | 0.3 | 0.3 | 0.3 | — | — | — |

Опись анализов: 1—Тоналит кр. зерн., в 2,5 км к В от с. Ортачи (Курибугаз). 2—Тоналит кр. зерн., в 4 км В с. Лусагюх. 3—Тоналит кр. зерн., в 4,5 км СВ с. Лусагюх. 4—Плагиоклазит, в 3,5 км ЗСЗ с. Мравян. 5—Трондьемит порфировидный, в 2,7 км ССЗ с. Чкнах. 6—Тоналит слюдистый, кр. зерн., в 2,8 км ЮВ с. Ортачи. 7—Трондьемит ср. зерн., слюдистый, в 2,5 км ЮВ с. Ортачи. 8—Трондьемит порфировидный, в 3,7 км ЗСЗ с. Мравян. 9—Трондьемит кр. зерн., разв. с. Зар. 10—Трондьемит слюдистый, в 3 км СВ с. Ортачи. 11—Трондьемит слюдистый, в 2,5 км В с. Лусагюх. 12—Плагиоаплит, жила в трондьемитах, 1,5 км СВ с. Чкнах. 13—Трондьемит кр. зерн., в 2,2 км Ю с. М. Кишлак. 14—Трондьемит мусковитовый, кр. зерн., в 3,7 км Ю с. Анкаван.

Аналитики: №№ 1, 2, 4, 5, 6, 7, 10, 11—Григорян Л., Багдасарян М., Армнипроцветмет: №№ 3, 8, 12, 14—Гаспарян З. Ш., ИГН НАН РА. Материал В. А. Агамалаяна.

грамме АФМ составы располагаются в трондьемитовом поле ниже линии соответствующего тренда (td), то же самое наблюдается на диаграмме Na-K-Ca, а на нормативной диаграмме Ab-An-Or занимают поле трондьемита и, частично, тоналита в области изобары 5 кбр (рис. 1). С целью проверки предположения о выплавлении трондьемитовой магмы за счет частичного плавления океанического толента (исходной породы вмещающих амфиболитов [4]), составы трондьемитов спроецированы на диаграмму Q-Ab-Or в правой части рис. 1. Видно, что фигуративные точки группируются (стрелка) вдоль конноды частичного плавления толента Килауэа (пунктир) по Хельзу [12], при этом значительная их часть располагается в области изобары 5 кбр и более.

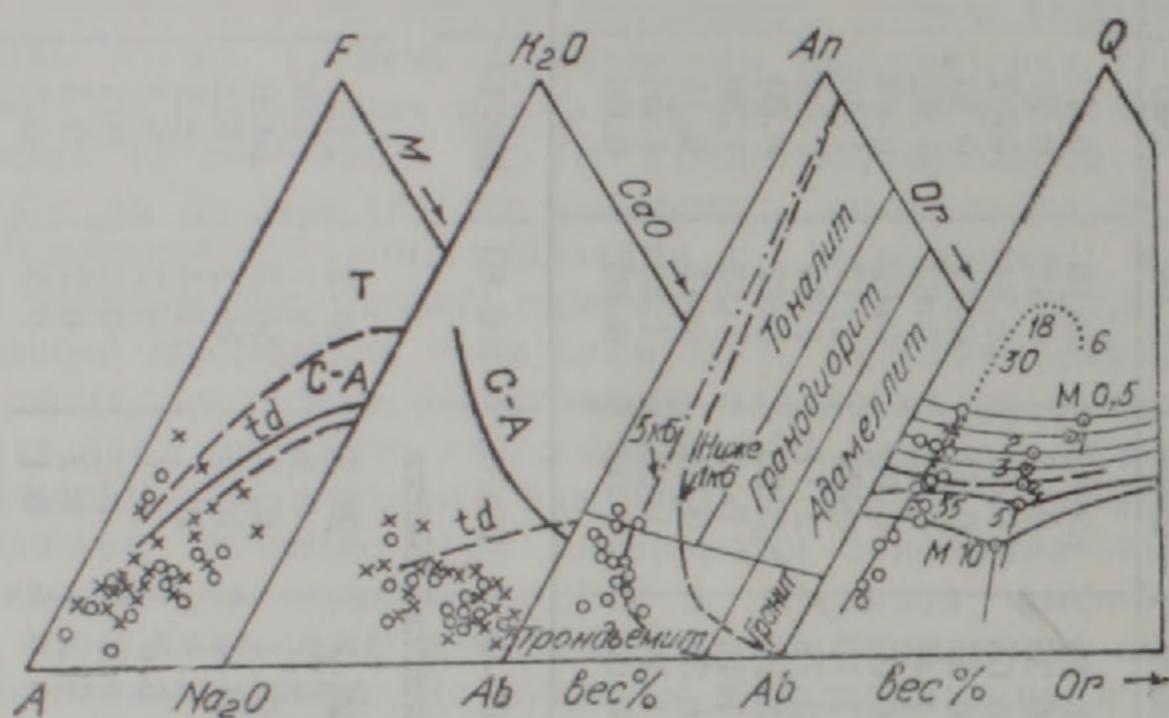


Рис. 1 Составы пород докембрийской трондьемитовой формации на трехкомпонентных диаграммах АФМ, Na—К—Са, Ab—An—Or, Ab—Q—Or. Кружочками показаны составы табл. 2, а крестиками—данные [8, 10].

Таким образом, рассмотренные породы представлены типичными трондьемитами по Ф. Баркеру [11], магма которых могла быть выплавлена за счет селективного плавления океанического толента (вмещающих амфиболитов) на более глубоких уровнях свыше 5 кбр с последующим гравитационным всплыванием на 3—4 км и размещением в полостях метаморфизирующей амфиболитовой толщи в виде синкинематических внедрений.

Изотопные Rb/Sr исследования

С целью уточнения абсолютного возраста и генезиса трондьемитовой формации в Лаборатории изотопной геологии ИГН НАН РА Р. Х. Гукасяном выполнены Rb/Sr изотопные исследования по 7-и представительным пробам трондьемитов Адамадзорского массива по совместным сборам Г. П. Багдасаряна и Р. Х. Гукасяна. В результате получена Rb/Sr изохрона с возрастом 685 ± 77 млн. лет и выявлено первичное отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.703361 \pm 0.000143$ при $\text{MSWD} = 0.562$, сведенные в табл. 3 и рис. 2.

Подробности методики изотопно-радиологических исследований опубликованы ранее [5]. В общих чертах методика включает определение Rb и Sr из различных навесок методами изотопного разбавления с разделением стронция на ионообменной колонке с катионитом Dowex 50w фирмы Aldrich Chemical. Измерения изотопных отношений проводились на масс-спектрометре МИ-1309, а прямые измерения

Таблица 3

Rb—Sr изотопно-аналитические данные по трондьемитам Цахкуняцкого кристаллического массива Армении (участок Адамадзор)

| №№ п.п. | №№ обр. | Rb, мкг/г | Sr, мкг/г | $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, атомные отнош. | $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, атом. отнош. |
|---------|---------|-----------|-----------|--|--|
| 1 | 6609 | 73.78 | 733.62 | 0.0543 | 0.70391 ± 0.00022 |
| 2 | 6610 | 23.31 | 814.69 | 0.0828 | 0.70429 ± 0.00010 |
| 3 | 6611 | 36.47 | 784.07 | 0.1346 | 0.70457 ± 0.00006 |
| 4 | 6613 | 31.49 | 440.75 | 0.2006 | 0.70019 ± 0.00013 |
| 5 | 6615 | 42.82 | 788.47 | 0.1571 | 0.74481 ± 0.00012 |
| 6 | 6617 | 23.80 | 587.72 | 0.1172 | 0.70445 ± 0.00018 |
| 7 | 6619 | 18.65 | 489.07 | 0.1103 | 0.70440 ± 0.00019 |

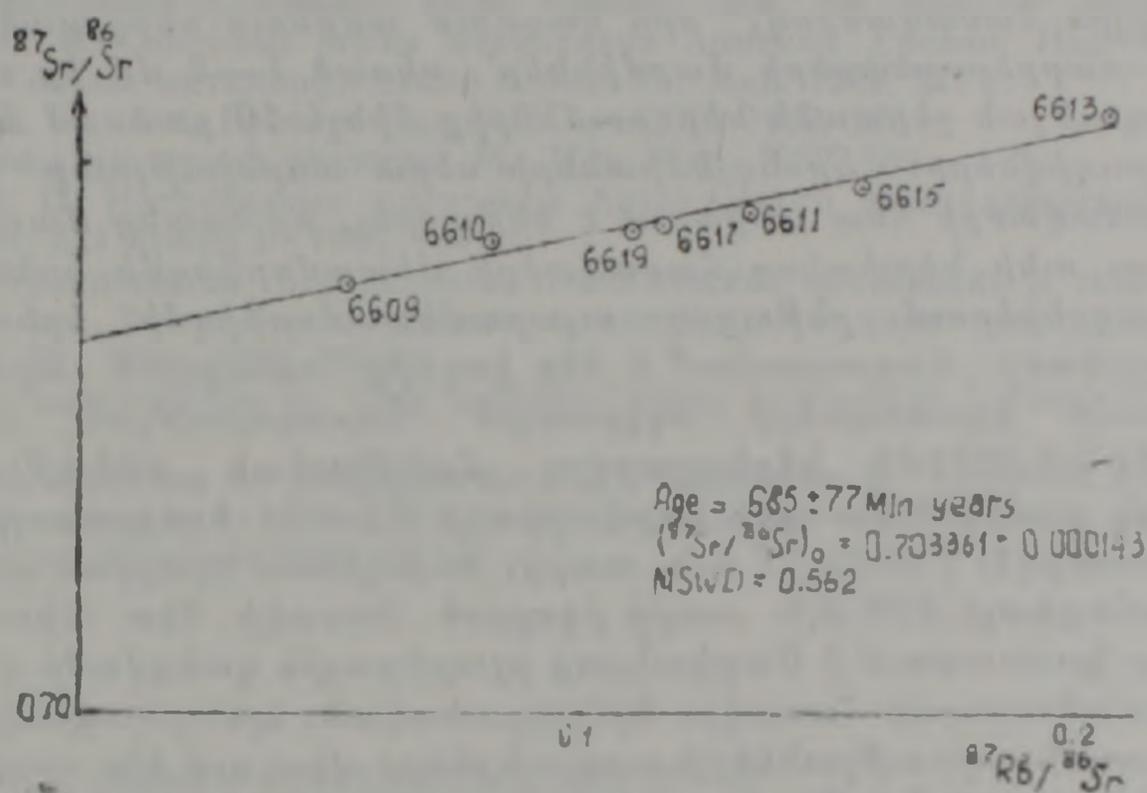


Рис. 2 Rb—Sr изохронная диаграмма трондьемитовой формации Цахкуняцкого кристаллического массива.

отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ —на термоионном масс-спектрометре МИ-1201 Т с программным управлением, с нормализацией к величине $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.37521$ при относительной погрешности определений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 2.0\%$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.02—0.03\%$. Использовался стронциевый стандарт SRM—987(USA). Константа распада для ^{87}Rb принята равной 1.42×10^{-11} год⁻¹. Статистический анализ проводился по методу наименьших квадратов по обоим координатным осям. Регистрация сигналов и обработка информации проводились на IBM PC/AT, соединенном с масс-спектрометром.

Полученное значение возраста является после изохронного возраста гранито-гнейсов [5] веским подтверждением докембрийского возраста кристаллического комплекса Цахкуняцкого массива. При этом подтверждается также более ранний возраст трондьемитовой формации по отношению к возрасту гранито-гнейсовой формации, которая, по геологическим данным, прорывает породы трондьемитовой формации. С другой стороны определение первичного отношения изотопов стронция $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.703361$ позволяет уверенно констатировать мантийное значение этого отношения. Это значение можно интерпретировать как указание на выплавку трондьемитовой магмы из мантийного источника (океанические толеиты) без участия корового материала [9].

Работа выполнена в рамках тем 96—117 и 96—127, финансируемых из госбюджета Республики Армения.

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՄԻՆԶԲԵՄԲՐՅԱՆ ՏՐՈՆԴՅԵՄԻՏԱՅԻՆ ՖՈՐՄԱՑԻԱՆ

Վ. Ա. Աղամալյան, Ռ. Խ. Ղուկասյան, Գ. Պ. Բաղդասարյան

Մինչքեմբրյան հասակի տրոնդյեմիտային ինտրուզիվ ֆորմացիան ցայտուն կերպով սրտահայտված է Հայաստանի բյուրեղային հիմքի ելուստը հանդիսացող Մաղկունյաց զանգվածի սահմաններում: Մինչքեմբրյան հաստվածքի վերին պրոտերոզոյի հասակին դասվող վերին սերիայի հյուսիսային մասը (հանքավանի սերիա) ներկայացված է մետաֆիոլիտային սերպենտինիտ-ամֆիբոլիտային հաստվածքով, որի կազմում ամենուր ներդրված են տրոնդյեմիտների տարբեր շափսերի մարմիններ՝ սկսած 1—2 մմ-ից մինչ մի քանի մետր հզորության շերտաձև ներդրումներից մինչև 10 քառ. կմ մակերես ունեցող ինտրուզիվները: Տրոնդյեմիտների սերտ առնչությունը մետաֆիոլիտային հաստվածքի հետ ստիպում է ենթադրել, որ նրանց մագմայի առաջացումը կապ ունի ներփակող հաստվածքի մետամորֆիզմի երևույթների հետ: Խորը հորիզոններում ընթացող ուլտրամետամորֆիզմի երևույթների հետ Սույն վարկածը հաստատվում է մեր կողմից ստացված տրոնդյեմիտների ստրոնցիումի իզոտոպների սկզբնային հարաբերության՝ $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.703361 \mp 0.000143$ ներկայացվող մանթիական մեծության միջոցով: Ընդ որում, տրոնդյեմիտային ֆորմացիայի Rb—Sr իզոքրոնային բացարձակ հասակը ստացվել է 658 ± 77 մլն. տարի: Նախկինում որոշված գրանիտո-գնեյսայի ֆորմացիայի 620 մլն. տարի իզոքրոն հասակի հետ միասին այն մեկ անգամ ևս հաստատում է Մաղկունյաց բյուրեղային զանգվածի վերին սերիայի վերին պրոտերոզոյան հասակը: Երկրաբանական, պետրոլոգիական և իզոտոպային ուսումնասիրությունների արդյունքները վկայում են, որ վերին պրոտերոզոյի ընթացքում Պրոթետիսի օվկիանոսային կեղևի մի հատվածը ենթարկվել է էնսիմատիկ սուբդուկցիայի, որի հետևանքով անջատված ջերմային էներգիան հանգեցրել է օվկիանոսային կեղևի տոլեիտների մասնակի հալման միջոցով տրոնդյեմիտային մագմայի առաջացմանը: Խտությունների զգալի տարբերության (0.20 գ/սմ^3) հետևանքով տրոնդյեմիտային մագման արթմնեղյան ուժերի շնորհիվ մղվել է 2—5 կմ դեպի վեր և բյուրեղացել կանաչ թերթաբարալին մետամորֆիզմի ներկայիս մերկացող հորիզոնում, առաջացնելով ներփակող ամֆիբոլիտների հետ նկատվող սերտ շերտային հերթափոխությունը:

THE PRE-CAMBRIAN TRONDHJEMITE FORMATION OF ARMENIA

V. A. Agamalian, R. Kh. Ghukasian, G. P. Baghdasarian

Abstract

According to geological-petrological and isotope-geochemical studies the plagiogranites of the Tsakhkounats Range are confined to the Pre-Cambrian Trondhjemite formation of the Upper Proterozoic age with Rb-Sr dating as far as 658 ± 77 mln years and the mantle primary ratio of $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.703361 \mp 0.000143$. It is suggested that Trondhjemite magma was melted in a zone of ensimatic subduction due to selective melting of oceanic tholeiits of the Pro-Thetys at 5kb with following gravitational uplift of magma by 3 to 5 km up to the level of greenschis metamorphhism.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агамалян В. А. Древние метаморфические комплексы территории Армении и их тектоническое положение. Материалы докладов 2-го Регионального петрографического совещания по Кавказу, Крыму и Карпатам. Тбилиси: Изд. КИМС, 1978, с. 109—115.
2. Агамалян В. А. Мезозойский аккреционный комплекс (Апаранская серия) Шахкуняцкого хребта Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, т. XL, 1987, №2, с. 13—24.
3. Агамалян В. А. Геолого-петрографическая модель кристаллического фундамента Армянской ССР. В кн. «Роль регион. петрографии в реш. глоб. проблем», Ереван: Изд. АН АрмССР, 1987, с. 10—11.
4. Агамалян В. А. Докембрийский вулканизм Армении. Изв. НАН РА, Науки о Земле, т. 47, 1994, №1—2, с. 7—23.
5. Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х. Геохронология магматических, метаморфических и рудных формаций Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1985, 291 с.
6. Баласанян С. И. Основные черты магматизма Армении. Ереван: Изд. Митк, 1968.
7. Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М.: Мир, 1969, 247 с.
8. Котляр В. Е. Памбак, Ереван: Изд. АН АрмССР, 1958, 228 с.
9. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Изд. Мир, 1989, 589 с.
10. Чибухчян З. О. Интрузивные комплексы Арзаканского кристаллического массива. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1985, 184 с.
11. Баркер Ф. Трондьемиты: определение, геологическая обстановка и гипотезы образования. В кн.: Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. Под ред. Ф. Баркера. М.: Мир, 1983, 488 с.
12. Heltz P. T. Phase relation in their melting ranges at P=5kb. J. Petr., 17, 139—193, 1976.
13. Agamalian V., Aslanian A., Bagdasarian G., Ghukasian R. Assintian and Variscan consolidation areas in crystalline basement of Armenia. IGCP Project no. 5, Caucasian Symposium, Moskow, 1982, 15-16.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 1997, Л, №3, 21—33

РУБИДИЙ-СТРОНЦИЕВЫЕ ИЗОТОПНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ И ПЕТРОГЕНЕЗИС ВЕРХНЕМЕЛОВОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ СЕРИИ СЕВЕРНОЙ АРМЕНИИ

© 1997 г. Р. Х. Гукасян, Х. Б. Меликсетян, А. Х. Мнацаканян

*Институт геологических наук НАН РА
375019 Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
Поступила в редакцию 17.06.97.*

Рассматриваются результаты выполненного впервые изучения изотопного состава вулканических дифференцированной верхнемеловой серии Северной Армении. Определены изохронный возраст формирования серии (78.6 ± 1.6 млн. лет) и первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для серии в целом (0.70421 ± 0.000067). Установлен дискретный характер вариаций Rb/Sr и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношений с возрастанием содержания рубидия и радиогенного стронция от базальтов к андезитам и риолитам. Положительная корреляция Rb/Sr и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ позволяет принять единый изотопный источник стронция на время формирования серии. Исключение составляют кварцевые риолиты, связанные с автономной Rb—Sr системой. Петрогенезис серии рассматривается с позиции комбинированной модели фракционной кристаллизации и континентально-корового палингенеза.

Отношения радиогенных изотопов широко используются в современной петрологии как геохимические критерии условий генерации первичных магм и эволюции магматических серий. В статье приводятся результаты выполненного впервые Rb—Sr исследования пород верхнемеловой вулканической серии Северной Армении. Они не только